

razas de Manzanillo son locales: las de Punta Escalereta no se extienden al Este de Pilón: y todas, excepto las más bajas terrazas del área de Santiago, mueren hacia el Oeste antes de alcanzar a Nima-Nima. Algunas de las terrazas más estrechas son difíciles de delimitar a causa de la erosión; y otras han sido destruidas en ciertos lugares por la formación de terrazas más modernas. (Taber, 1934).

Relacionar **geológicamente** unas terrazas con otras fundándose en el grado de conservación en que se encuentran respectivamente no da resultados ciertos, a no ser que se tenga gran cuidado en asegurarse de que las terrazas comparadas han estado sometidas

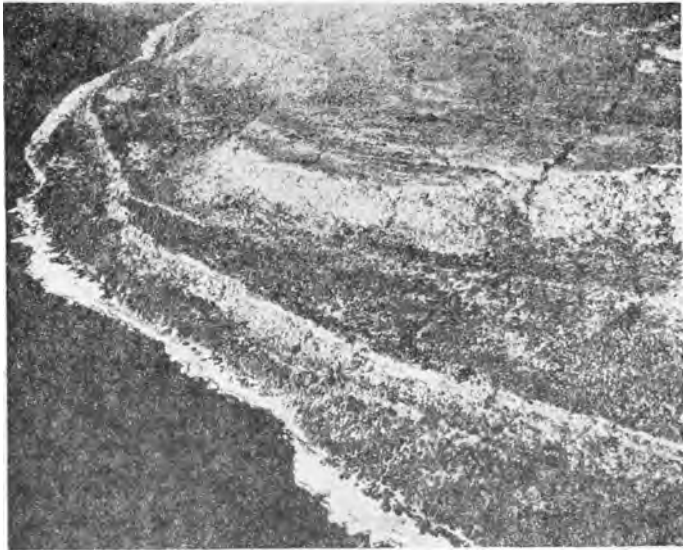


FIG. 10.—Joven garganta abriéndose a través de las terrazas, recubiertas de caliza litoral. Vista aérea de las terrazas existentes cerca del río Imías. Un nuevo acantilado se está ahora formando al nivel del mar. La garganta en formación, corta profundamente la terraza superior, pero es apenas indicada en la terraza más baja. (Fotografía de Taber).

das exactamente a las mismas condiciones. En los trópicos, las terrazas son mejor preservadas en las calizas que si fueron formadas en rocas ígneas; y ellas son menos fácilmente removidas por erosión si no hay altas pendientes arriba de ellas que recojan el agua de lluvia directamente sobre las mismas. Invariablemente, las terrazas superiores son más viejas, ya que ellas exhiben mayores efectos ocasionados por los agentes atmosféricos y por la erosión.

y en algunos lugares presentan gargantas producidas por efímeras corrientes que no se han extendido a través de las terrazas inferiores. La figura 10 reproduce una fotografía aérea tomada por Taber donde se muestra una garganta joven cortada a través de las terrazas superficiales, más altas, por arriba de la caliza litoral, cerca de la desembocadura del río Imías; la reciente garganta es abierta profundamente en la terraza más alta, mientras que apenas es sensible en las terrazas más bajas, al mismo tiempo que una nueva costa acantilada está ahora formándose al nivel del mar.

Las terrazas de más viejo aspecto, de bajos acantilados y favorablemente localizadas para su conservación, son las que se formaron en el litoral situado entre los ríos Yateras e Imías; la figura 11 revela una fotografía aérea de las viejas terrazas existentes al Este del río Imías, donde se ven bloques caídos desde los más altos acantilados y que están enterrados en el suelo: la segunda fila de acantilados es suavemente horadada con **cavernas**.

En muchas otras localidades menos favorables las terrazas han sido completamente ocultas: las de apariencia más joven se encuentran en Punta Escalereta (Fig. 12), donde arriba de las doce terrazas que allí existen puede ser visto el extremo Oeste de la Cordillera de Turquino y a la izquierda contemplarse el peniplano del Plioceno.



FIG. 11.—Vista aérea de viejas terrazas al Este del río Imías. Bloques caídos de los acantilados más altos están enterrados en el suelo. La segunda fila de farallones está magañado con cuevas. (Fotografía de Taber).

FIG. 13.—Cadena de montañas al Este del río Baconao. Vista aérea de la cresta de montañas formadas de capas plegadas de caliza resistente. Fotografía de Taber).

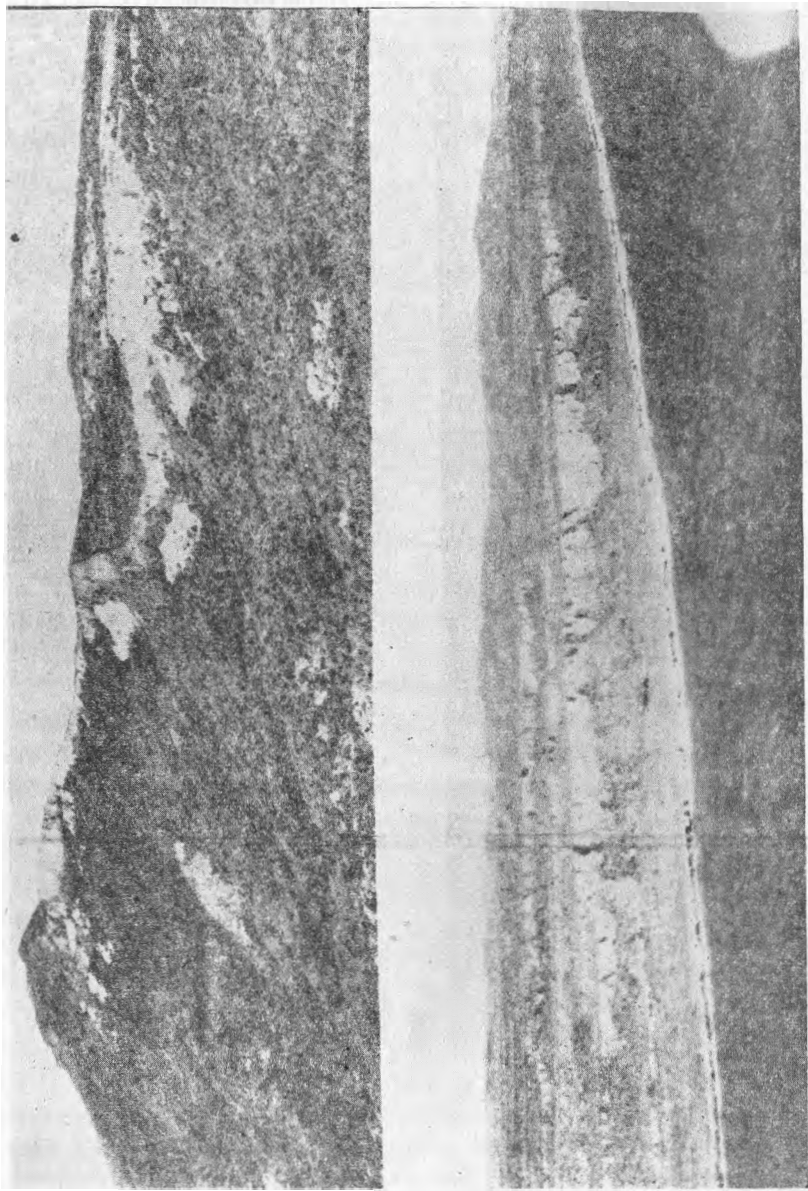


FIG. 12.—Vista aérea de terrazas al Este de Punta Escalereta. Por arriba de las doce terrazas puede verse el extremo occidental de la Cordillera de Turquino; y hacia la izquierda el peniplano Plioceno. (Fot. de Taber)

Las pruebas útiles referentes a la formación de estas diversas terrazas, indican que los recientes levantamientos han sido *intermitentes* y han alterado la configuración de la costa; siendo el levantamiento mayor cerca de Punta Maisí y en Punta Escalereta. Entre Santiago y Pílon, pequeños o ningún levantamiento ha ocurrido durante el período de la formación de las terrazas. (Taber, 1934)

Cada terraza representa uno o más levantamientos rápidos de la tierra: durante los últimos 400 años, la actividad sísmica ha sido mayor en la vecindad de Santiago, donde muchos fuertes temblores de tierra y varios destructores sismos se han originado en dicha área, mientras que temblores locales han sido relativamente raros en otros lugares de Oriente.

Algunas terrazas han sido esculpidas enteramente en las rocas más viejas, y algunas completamente en las calizas del litoral: muchas han sido formadas parcialmente por la erosión de las olas y por los corales constructores de arrecifes, que hoy día continúan su trabajo. Unas pocas terrazas vistas desde el aire (Taber, 1934) aparecen como si hubieran sido formadas antes de la última sumersión, y después enchapadas por la caliza litoral.

Topografía de la Sierra Maestra de Cuba.—La Sierra Maestra es indicada en algunos mapas como una sola cordillera extendiéndose desde Cabo Cruz a Punta Maisí; pero esto es inexacto. Cordilleras recubriéndose unas a otras, junto con declives rápidos y altos acantilados a lo largo de la costa, dan una impresión errónea de persistencia, cuando se observa desde el mar dicha Sierra: mientras que desde tierra, la mayor parte de esta área montañosa es de muy difícil acceso. En lo que a continuación exponemos, se retiene el nombre de Sierra Maestra para el sistema entero de montañas a lo largo de la costa Sur de la provincia de Oriente, y se dan nombres específicos a las diferentes cordilleras.

La cordillera de Turquino se extiende desde la vecindad de Cabo Cruz a la Bahía de Santiago, en una distancia de 160 kilómetros, con un ancho variable de 8 a 30 kilómetros. En su mayor parte se compone de un simple espinazo con espolones o contrafuertes, pero en algunos lugares hay cumbres subordinadas y paralelas, especialmente hacia el Norte. La cordillera culmina en Pico Turquino, el lugar más elevado de Cuba, con una altura aproximada de 2,000 metros: pero más imponente que su elevación sobre el nivel del mar, es que los más altos puntos de la misma están todos dentro de 7 a 8 kilómetros de la costa, así que sus faldas es-

carpadas del lado Sur continúan debajo del mar hasta una profundidad de 6,412 metros, produciendo así un escarpe total de una altura aproximada de ocho y medio kilómetros.

La cordillera de la Gran Piedra, comenzando 20 kilómetros al Este de la Cordillera de Pico Turquino, al lado opuesto de la bahía de Santiago, se extiende hacia el Este por 35 kilómetros, y llega casi a la Bahía de Guantánamo, alcanzando una altura de 1,200 metros en la Gran Piedra. Al Norte de esta cordillera y separada de ella por el valle del río Baconao, hay otra cumbre nombrada Loma de Santa María de Loreta, que parece análoga a la Sierra Boniato situada siete kilómetros al Norte de la Bahía de Santiago, que se extiende hacia el Oeste 25 kilómetros desde el Paso de Barbacoa que la separa de la cordillera de la Gran Piedra y recubre el extremo Este de la cordillera de Turquino. La Loma de Santa María de Loreta es estructuralmente independiente del bloque de la Gran Piedra y tiene 21 kilómetros de largo y 580 metros de elevación máxima. La Sierra de Boniato tiene una elevación promedio de 460 metros: paralelamente a la mitad Este de la misma y hacia el Sur está una cumbre más baja conocida por Puerto Pelado. Estas dos cumbres (Boniato y Puerto Pelado) y los cerros adyacentes enlazan las cordilleras de Turquino y la Gran Piedra, pero dichas cumbres son estructuralmente independientes de ambas cordilleras y geológicamente más jóvenes en edad.

La cordillera de la Sierra Maestra tiene escarpes violentísimos hacia su lado Sur; pero su parte Norte ofrece pendientes relativamente suaves.

El extremo Este de la provincia se compone de tierras elevadas, extremadamente ásperas y de difícil acceso, que se extienden desde Punta Maisí hacia el Oeste en unos 180 kilómetros y que están separadas de la Sierra Maestra por la Bahía y valle de Guantánamo. Toda esta área oriental aparece como un peniplano cortado en *cuchillas*, anchas llanuras, riscos estrechos y precipicios peligrosos.

Un ancho cinturón de lomas, con elevaciones menores de 325 metros, se extiende al Noroeste desde la Bahía de Nipe a lo largo del espinazo de la Isla. Separando estos cerros de la Cordillera de Turquino, se encuentra el ancho y fértil valle del río Cauto. Un bien conservado peniplano, con inclinación al Noroeste, se extiende hacia el Este desde Cabo Cruz a lo largo del escarpe

norte de la Cordillera de Turquino, gradualmente hundido bajo las llanuras de aluviones formadas por el río Cauto y sus tributarios.

Desde la Bahía de Santiago hasta la desembocadura del río Baconao, y desde el río Yateras al río Imías, el litoral de la costa sur está señalado por cerros de 100 o más metros de altura, que están separados de las montañas de más al norte por relativamente anchos valles, que corren paralelamente a la costa y que se encuentran casi siempre separados unos de otros por estrechas gargantas. Los valles detrás de los cerros contienen ocasionalmente lagos de escasa profundidad o bahías con entradas estrechas a través de gargantas sumergidas.

El río Cauto es el de más largo curso de Cuba y tiene sus fuentes en la Cordillera de Turquino, a corta distancia al Oeste de la Loma del Gato: al principio corre hacia el Norte uniéndose luego con el río Cañas, para después ambos juntos reunirse con el río Guaninicúm y correr hacia el Oeste, desembocando en el Golfo de Guacanayabo, donde ha construído un ancho delta. En la parte baja de su valle, sigue un curso de muchos *meandros*: su recorrido total es de unos 200 kilómetros, y a él se unen, además de los ya citados, las aguas de los ríos Contramaestre, Bayamo, Salado y Rioja, atravesando en su parte final, antes de llegar al mar, la nombrada Ciénaga de Virama.

A causa de las escarpadas laderas del Sur de la Sierra Maestra, los cursos de agua son, en esta parte de la Cordillera, muy cortos y de pequeño volumen: sólo el río San Juan, al Este de la Bahía de Santiago, tiene un curso más largo, estando sus fuentes en la misma área montañosa que las del río Guaninicúm que corre hacia el Norte. El río Baconao es más largo que el San Juan, pero sus manantiales están en la misma área que los del Guaninicúm, y sus tributarios superiores drenan la pendiente Norte de la Cordillera de la Gran Piedra.

Una baja divisoria con elevación aproximada de 230 metros separa las cabezadas del río Platanillo, que corre al Oeste para unirse al Guaninicúm, del río Sabanilla que drena las aguas hacia el Este hasta el curso del río Guantánamo, que desemboca en la Bahía de su nombre, y del río Mayarí que corre hacia el Norte llegando a la Bahía de Nipe.

En el extremo Este de la Isla, la divisoria de las aguas se encuentra aproximadamente a la mitad de la distancia entre las costas Norte y Sur, aun cuando las corrientes que fluyen hacia el Norte son un poco más largas que las que acuden al Sur.

Estructura geológica y formación de la Sierra Maestra.—El primer trabajo acerca de la estructura geológica de la provincia de Oriente se debe a los geólogos americanos Hayes, Vaughan y Spencer: la compendian diciendo que un gran *anticlinorium* domina la estructura de Cuba y se extiende hacia el Este hasta la provincia de Oriente, dándole una estructura anticlinal a la mitad Norte de esta provincia, extendiéndose probablemente hasta el extremo Este de la Isla. Al Sur de este anticlinal en Oriente existe un ancho sinclinal, teniendo una ligera caída hacia el Oeste y estrechándose hacia el Este. La margen Sur del sinclinal está formada por los estratos, con buzamiento al Norte, que descansan sobre las rocas ígneas de la Sierra Maestra. Estas capas, en otro tiempo extendidas sobre la cresta de la Cordillera de un extremo a otro de su curso, pero fueron removidas por erosión desde las más altas montañas: la presente línea de costas desde Punta Maisí a Cabo Cruz aparece haber sido determinada por una profunda falla. (Taber, 1934).

La Hoya de Bartlett fué explicada por Vaughan (1918) como un bloque hundido entre dos fallas del Plioceno que convergen hacia el Paso de los Vientos: sugiriendo que los pliegues en las principales montañas de Jamaica y de la Sierra Maestra ocurrieron entre la deposición del Eoceno superior y el Oligoceno medio. Guiado por pruebas topográficas y sismológicas Taber (1920 y 1922) indicó que la Hoya de Bartlett estaba formada entre dos zonas paralelas de fallas, que continuaban a través de la Española: encontrando después el mismo Autor (1930) en la vecindad de Santiago de Cuba, montañas de reciente origen formadas por bloques de fallas.

El borde Norte de la Hoya de Bartlett viene a ser la Sierra Maestra de Cuba, cuya estructura y topografía se encuentran dominadas por fallas que corren en dirección Este-Oeste, tan recientes en su origen que las montañas producidas por los bloques de dichas fallas sólo atestiguan pequeñas modificaciones ocasionadas por la erosión. Las fallas paralelas al eje de la Hoya cortaron transversalmente las primeras estructuras y los originales accidentes topográficos, los cuales parecen haber tenido poca o ninguna influencia en la formación de dichas fallas.

La ruptura del viejo basamento de rocas, puede observarse a corta distancia al Este de la Bahía de Guantánamo, en dirección N70°W, aproximadamente paralela al eje principal de Cuba desde la Habana al Paso de los Vientos, y también a la Gran Hi-

lera, o Sierra Cibao, que se extiende a través de la Isla Española desde Mole San Nicolás (Haití) a un lugar cerca de Cabo Engaño. Igualmente paralela a esta dirección están la costa Nordeste de Jamaica y las principales montañas de esta Isla, que están compuestas de rocas plegadas del Cretáceo. La dirección o corrida Noroeste-Sureste parece haber sido desarrollada en una primera edad, siendo posiblemente pre-Cretácea, y ella ha sido ocasionada por la dirección de algunos de los últimos disturbios corticales de la región. Luego veremos en nuestra teoría, que explica la formación de las Antillas Mayores, perfectamente aclarado donde tuvo lugar dicho disturbio.

Las cuarcitas y conglomerados de la formación Vinent (lugar situado al Este de Firmeza y al Sur de la Gran Piedra) indican la presencia de una *muy cercana* área terrestre, mientras estos lechos, de edad Cretácea, fueron depositados. Esta aguda observación de Taber confirma nuestra teoría de que Cuba se encontraba en dichos tiempos geológicos, formando parte del macizo Sur Americano, en el borde Norte de las tierras que hoy forman Venezuela y Colombia. Su probable emplazamiento, dice Taber refiriéndose a esa *área terrestre cercana*, es el Sur de la presente costa cubana, y a causa de que la inicial inclinación de las capas, parece haber sido al Norte: ello confirma íntegramente nuestra hipótesis, de que luego sumariamente hablaremos.

El área del Eoceno en la Sierra Maestra, y tal vez parte del Cretáceo que en ella figura, fueron caracterizadas por intensa actividad ígnea. La precisa localización de los salideros por los cuales surgieron los materiales volcánicos que acumularon una gran parte de las formaciones de Vinent y del Cobre (ésta de edad Eocena), no ha sido determinada: probablemente dichos cráteres fueron completamente ocultos por posteriores intrusiones batolíticas y erosiones subsiguientes. Algunos cráteres se han señalado a virtud de brechas volcánicas toscas que se extienden en dirección Este-Oeste por más de 200 kilómetros. El aumento en tosquedad del material fragmentario, la abundancia de diques andesíticos, y corrientes hacia el Sur, sugiere que los cráteres estuvieron localizados *no lejos* de la presente línea de costa. Según nuestra teoría, este hecho coloca a los cráteres de que se trata, de los tiempos Cretáceo y Eoceno, en el borde Norte del Continente Sur Americano, cuando Cuba formaba su *cornisa Norte*, y cuando las formaciones Vinent y del Cobre se originaron.

Tal vez, dice Taber, la primitiva alineación Este-Oeste del

paisaje geológico en el oriente de Cuba, fué señalado por la distribución de los cráteres: pero en vista de la amplia actividad ígnea en las Grandes Antillas durante el Cretáceo y primeros tiempos del Terciario y la escasa información concerniente al *área inmediatamente al Sur de Cuba*, no garantizan conclusiones definitivas. Esta laguna viene a llenarla nuestra teoría, que asegura que dichas tierras, en el Cretáceo y primeros tiempos del Terciario, que existían al Sur de Cuba, son las que hoy forman las costas norte de Venezuela y Colombia, pues tanto Cuba como las demás Antillas Mayores y Menores se *desgajaron* de dicho borde continental a fines del Mioceno y por *traslaciones* sucesivas en dirección Noroeste llegaron a los lugares que hoy respectivamente ocupan, después de haberse separado unas de otras, por fraccionamiento del bloque terrestre que primitivamente se desprendió del Continente Sur Americano, flotando dichos fragmentos de *sial* sobre el *sima* viscoso y profundo, al igual que los *témpanos* de hielo derivan en los mares árticos.

Las rocas volcánicas de la Sierra Maestra fueron acumuladas casi enteramente bajo del agua, por cuanto ellas están bien estratificadas e intercaladas con calizas. Las aguas donde se hizo la deposición eran poco profundas, puesto que en ellas se originaron calizas coralíferas: y en ciertos lugares, especialmente cerca de la parte más alta de la formación del Cobre (Eoceno), la graduación de las brechas en el interior de los conglomerados andesíticos y areniscas, indican la *presencia de cercanas áreas terrestres al Sur* (Taber, 1934). La *sumersión* acompañó la acumulación de estas gruesas series de rocas volcánicas. Una serie similar de capas tuvieron que ser formadas hacia el lado Sur de los cráteres, pero dichas capas están ahora enterradas en las profundidades de la Hoya de Bartlett.

Después de la acumulación de un gran espesor de rocas sedimentarias y volcánicas estratificadas, el batolito de la Sierra Maestra tuvo lugar, mediante una intrusión ígnea profunda, acompañada de diferenciaciones en la zona básica de sus contornos, metamorfismos de las rocas más antiguas y formación de los depósitos de mineral de hierro. En la inmediata vecindad del batolito, y de algunos de los grandes diques satélites de diorita, las rocas estratificadas están levantadas en grandes ángulos que se acercan a la vertical, generalmente hacia el Norte, pero en otros lugares ellos son verticales y aún tienen buzamiento hacia el Sur. El batolito grano-diorita forma ahora un largo, estrecho e interrumpido cin-

turón a lo largo del flanco sur de las montañas. El lado sur del batolito y las rocas con las cuales está en contacto, están ahora sumergidos bajo las aguas de la Hoya de Bartlett.

El levantamiento de la presente región litoral, acompañada por un gradual decrecimiento de la actividad volcánica, está indicada, según observación de Taber, por el cambio que se nota entre la formación del Cobre, de dominante volcanismo, y la formación San Luis (también del Eoceno), de carácter sedimentario. La erosión ha expuesto el grano-diorita y la cuarcita de Vinent, mientras que la deposición continuaba más al Norte, puesto que guijarros de estas rocas se encuentran presentes en los conglomerados de la formación San Luis.

Parte del área cerca de Guantánamo, y tal vez más hacia el Este, parece haber estado sometida a la erosión hasta después que la actividad volcánica cesó, ya que la formación Eocena allí no es tan gruesa y contiene poco o ningún material piroclástico (andesitas, riolitas y dioritas).

Durante el Oligoceno, la mayor parte de la región de la Sierra Maestra estaba sometida a la erosión, pero una parte, por lo menos, de la Cuenca del Guantánamo, se encontraba por debajo del nivel del mar. La breve renovación de actividad volcánica, la cual produjo la brecha de Farallón Grande cerca del extremo Oeste de la Cordillera de Turquino, ocurrió probablemente durante el Oligoceno (Taber, 1934); y los diques de basalto, chimeneas y apófisis deben haber sido intruídos en este tiempo.

La Sierra Maestra al principio del Terciario.—Como consecuencia de los movimientos corticales durante el Eoceno y Oligoceno, las rocas estratificadas de la región de la Sierra Maestra resultaron con un *buzamiento general hacia el Norte*; y como las rocas más antiguas fueron levantadas mientras la formación San Luis (Eoceno) se estaba depositando, la inclinación de las capas en la parte Sur del distrito era más escarpada que la de las capas más hacia el Norte. Movimientos subsiguientes han acentuado esta diferencia. En la mayor parte de las localidades, el buzamiento es ligeramente al Oeste, y esta inclinación al Oeste es mayor cerca del extremo Oeste de la Cordillera de Turquino, posiblemente a causa de la inclinación inicial determinada por el emplazamiento de los cráteres volcánicos. El buzamiento promedio cerca del extremo oriental de la Cordillera de Turquino es de N15°W y cerca del extremo occidental N25°W.

Numerosos pequeños pliegues locales, con ejes orientados en

diversas direcciones, están dominando sobre el buzamiento general hacia el Norte. A lo largo de líneas Norte-Sur, los pliegues están indicados por frecuentes variaciones en el ángulo del buzamiento: y, especialmente en la formación San Luis, donde la inclinación general hacia el Norte es suave; inclinaciones hacia el Sur no son raras. A lo largo de líneas Este-Oeste, los pliegues están indicados por pequeñas diferencias en la dirección del buzamiento. Este tipo de pliegues es bien conocido por las capas resistentes que forman la cresta de la cordillera Este del río Baconao, cerca de su boca. (Fig. 13).

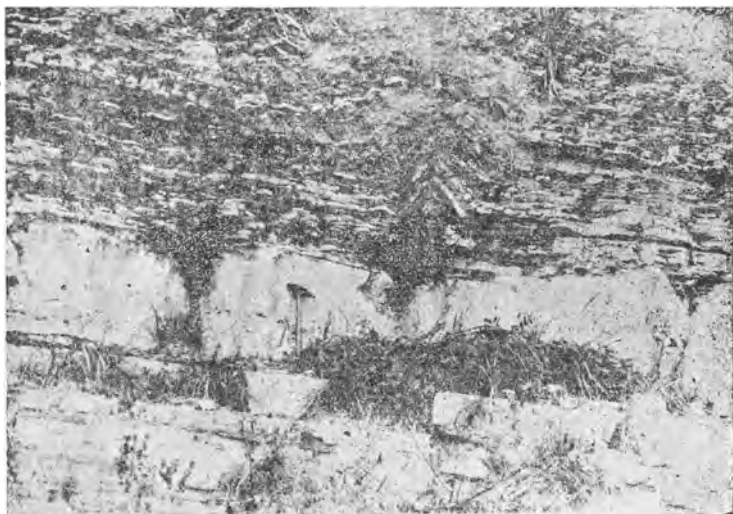


FIG. 14.—Capas comprimidas de la Formación San Luis (Eoceno), fotografía tomada en la Carretera Central, 7 kilómetros al Sur de Palma Soriano. Sólo las delgadas capas y de calizas y pizarras han sido arrugadas. (Fotografía de Taber).

Fallas profundas y otras de pequeño desplazamiento parecen estar ampliamente distribuidas, por cuanto pueden ser observadas donde quiera que las rocas de la formación del Cobre (Eoceno) están bien expuestas, como ocurre a lo largo del camino de Pilón a Media Luna y en la Carretera Central al Oeste de Santiago, y también en los valles superiores de los ríos Cañas, Cauto y Buey. Un mapa geológico (no publicado) del distrito manganesífero de Rosario levantado por Hewett indica 13 fallas dirigidas de Norte a Sur, con hundimiento hacia el Este, y distantes entre sí de 60 a 450 metros: y otras cuatro fallas de Este-Oeste, con hundimientos al Sur, cortando uno de los más grandes bloques fallados.

Taber encontró en el camino de Pílon-Media Luna, cinco kilómetros al Sur de la divisoria, una falla con buzamiento de 16° y con dirección $N 55^\circ W$: inmediatamente arriba de ella, las rocas aparecen arrugadas debido al arrastre. La edad Eocena para algunas de las fallas normales está indicada por el hecho de que ellas están rellenas por diques andesíticos, y la mayor parte de los pequeños pliegues, también como las fallas, fueron probablemente formados durante los primeros tiempos del Terciario: ambos elementos geológicos no han tenido efecto sobre la topografía actual.

Los pliegues no parecen señalar el sugestivo paralelismo indicador de que su origen sea debido a una compresión lateral: y en opinión de Taber, muchos de ellos, si no la mayor parte de los pequeños pliegues y fallas son debidos a la consolidación de rocas piroclásticas rápidamente depositadas, así como a sumersiones locales y levantamientos resultantes del proceso volcánico.

A lo largo de la Carretera Central, por varios kilómetros en las proximidades de Palma Soriano, estratos delgados de calizas y pizarras suaves se encuentran dobladas en pequeños pliegues (Fig. 14), mientras que las capas más gruesas de calizas que les sirven de lecho están inclinadas sin ninguna distorsión. Taber sugiere la siguiente hipótesis para explicar estos hechos: las capas calizas gruesas fueron inclinadas con su actual buzamiento, mientras las arcillas superiores estaban plásticas, por lo que los temblores de tierra que acompañaron este proceso, causaron ligero hundimiento, con menores arrugas en las capas débiles.

La Sierra Maestra durante el Mioceno.—Una sumersión general ocurrida en tiempos del Mioceno permitió la deposición de calizas y margas sobre la superficie erodada de las rocas más antiguas en el área de Manzanillo-Cabo Cruz, la bahía de Santiago, el área de Punta Maisí y varios lugares a lo largo de la costa norte de Oriente, así como en otros lugares de Cuba. La tierra que permaneció fuera del agua era probablemente de bajo relieve, puesto que las capas del Mioceno contienen poco material tosco.

Como las aguas del océano se extendían dentro de la cuenca de la bahía de Santiago procedentes del Sur, alguna clase de *de-*

presión debió existir inmediatamente al Sur de la provincia de Oriente (Taber, 1934). Esta observación concuerda perfectamente con los fundamentos de nuestra teoría, que hace a Cuba soldada a la parte Norte de Venezuela y Colombia hasta fines del Mioceno, en que ocurrió el desgaje o separación: hecho que tuvo lugar precisamente a causa de la *depresión* señalada por Taber, que ahondándose dió origen al desprendimiento del bloque donde estaba Cuba.

El declive Sur en la vecindad de la bahía de Santiago aparentemente se extendía alguna distancia hacia el Este, puesto que las más bajas partes del río Baconao anteceden a la Cordillera Gran Piedra, y no hay evidencias de suficientes desplazamientos diferenciales en esta área durante el final del Mioceno y primeros tiempos del Plioceno que invirtieran el drenaje que prevalecía al terminarse el Eoceno.

El levantamiento de los lechos Miocenos en el Este de Cuba fué acompañado por pequeñas deformaciones, además de menores taludes; y su extensión cuando fueron expuestos al aire por vez primera, fué mucho mayor que al presente.

Las áreas terrestres que quedaron al Sur de la provincia de Oriente se extendían en otro tiempo más al Sur, y probablemente ribeteaban la mayor parte del macizo terrestre al final del Mioceno: pero esta extensión hacia el Sur ha *desaparecido* como un resultado de las fallas que delinearón el presente litoral, y las áreas han sido también reducidas por erosión marina y sub-aérea. (Taber, 1934).

Todos estos hechos y razonamientos confirman nuestra Teoría: de que al final de los tiempos Miocenos ocurrió la ruptura entre el borde Sur de un macizo terrestre (donde se encontraba Cuba) que hasta entonces estuvo adosado al Norte del Continente Sur Americano, por la zona donde hoy están Venezuela y Colombia.

El peniplano Plioceno.—Separado ya el bloque que contenía a Cuba del borde Norte de la América del Sur, empieza su *translación* hacia el Noroeste a virtud de fuerzas que hemos señalado en

nuestro trabajo “*La Unión de Cuba con el Continente Americano*” (Anales de la Academia de Ciencias de La Habana, 1939): y empieza entonces una vida geológica independiente, en dicho bloque, de la que prevalecía en el Continente Sur de América.

Durante el final del Mioceno y la mayor parte de los tiempos Pliocenos, el Este de Cuba se *encontraba notablemente estable* (según nuestra Teoría formaba entonces un bloque continuo con la isla Haití-Santo Domingo y con la isla de Jamaica, de la cual se separó al final del Plioceno). Esta prolongada estabilidad permitió se formara un extenso *peniplano*, tanto fluvial como marino, así como en lugares favorables se originaron suelos residuales profundos. El peniplano resultante está mejor preservado cerca del extremo Oeste de la Cordillera de Turquino, y el Cabo Cruz es probablemente debido en parte a la erosión marina, si bien su conservación puede ser atribuída a la circunstancia de que gran parte del drenaje es subterráneo, a través de canales hechos en una roca soluble.

Más hacia el Este, el peniplano buza hacia el Norte desde la Cordillera de Turquino hasta que se sumerge bajo las llanuras aluviales del Valle del Cauto. Pico Turquino aparece haber sido un *monadnock* que surgió ligeramente por arriba de un peniplano, ahora preservado en las mismas crestas de las montañas próximas.

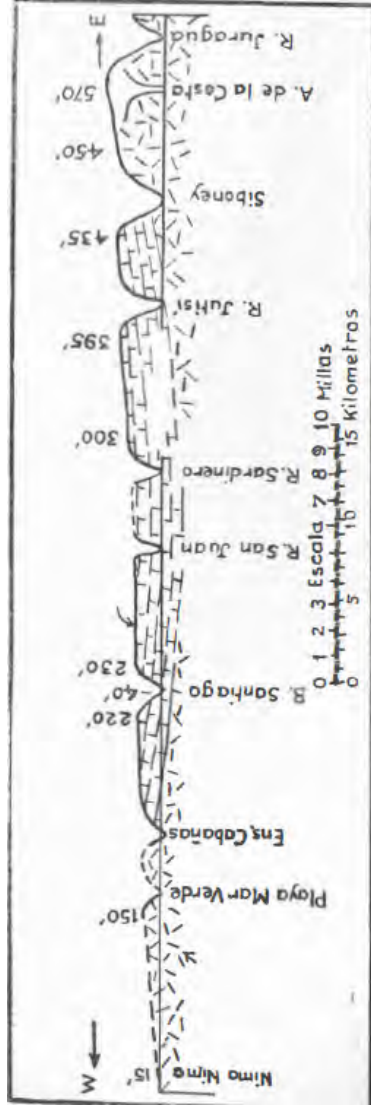
Las terrazas de calizas planas cerca de Punta Maisí indican que han sido formadas, a lo menos parcialmente, por erosión marina: en su drenaje subterráneo y falta de cortaduras se parecen al peniplano cerca de Cabo Cruz. De quince a treinta kilómetros al Oeste de Punta Maisí, donde las rocas son principalmente serpentinas y donde espesos suelos estériles fueron formados, el peniplano ha sido profundamente cortado, formándose las *cuchillas* que tanto caracterizan esta región (Fig. 9) y que la hacen tan difícil de atravesar. Es sorprendente el contraste que existe, en esta porción Oriental de Cuba, entre las adyacentes calizas y el área de las serpentinas.

En el área de Santiago, la erosión marina es probablemente la responsable de la uniforme superficie del *peniplano*, ahora re-

presentado por las cimas de los Cerros de la Costa, conforme indica el croquis 15. Más hacia el interior de la tierra, la antigua erosión superficial no es tan uniforme. Aun cuando todo el territorio de Oriente debe haber sido llevado a un bajo nivel en los últimos tiempos del Plioceno, ciertas áreas cerca de otras más grandes, separan en el sur porciones de la provincia, y tal vez áreas limitadas por otros lugares no fueron completamente reducidas a un peniplano. Esta *sumersión* ocurrida al final del Plioceno fué la que favoreció la separación de Cuba con Jamaica, ocurrida en dichos tiempos: así como también produjo el hundimiento de la Hoya de Bartlett hacia el Este, provocando el aislamiento de Cuba, al quedar separada igualmente de Haití por el Golfo de Gonaives, hasta donde entra y termina dicha Hoya en su recorrido hacia el Este. Concuerdan así perfectamente los anteriores postulados de nuestra Teoría con la afirmación de Taber acerca de la sumersión de la provincia de Oriente al final de los tiempos Pliocenos.

Una bien definida cordillera de cerros, de pocos cientos de altura, se extiende desde las montañas de la Gran Piedra hacia el Suroeste a lo largo de unos trece kilómetros o más, entre Puerto Pelado y la Bahía de Santiago. Estos cerros difieren de los de Puerto Pelado y otros que corren de Este a Oeste, en que ellos son topográficamente más viejos y conformes al arrumbamiento de los estratos de las rocas en lugar de cortarlos oblicuamente. Ellos están formados de las rocas más consistentes, principalmente calizas de textura compacta, en parte marmórea por la acción de dioritas intrusivas, y parecen ser monolitos o *monadnocks* que se levantan por arriba del peniplano. Ellos formaron probablemente la divisoria primitiva antes del levantamiento de la Sierra de Boniato a consecuencia de las fallas del Cuaternario de que luego hablaremos.

Restos de un peniplano más extenso en otro tiempo, que ha sido levantado, torcido y grandemente destruido por erosión, se encuentran cerca de la costa Norte de Oriente, extendiéndose hacia el interior. Ha sido reconocido por Taber y brevemente descrito por varios geólogos, en conexión con los importantes depósitos de



-Fig-15- Sección geológica de los Cerros litorales cerca de Santiago, preparado por Taber.

mineral de hierro en el manto *laterítico* que aún cubre grandes áreas de serpentinas en los distritos de Mayarí, Moa, Lebisa y Carbonico. En el distrito de Mayarí el peniplano ha sido levantado, sin apreciable distorsión, para formar una meseta: pero en el distrito de Moa, más al Este del anterior, se encuentra inclinado hacia el Norte y aparentemente buza por debajo del océano. Spencer correlaciona este peniplano con el último peniplano del Terciario, el cual en la parte Este de los Estados Unidos se encuentra parcialmente enterrado por la formación Lafayette. Weld sugiere que es de edad Oligocena.

La edad del peniplano, tan extensamente desarrollado en el Este de Cuba, puede ser seguramente determinada, según Taber, por el siguiente razonamiento: es más joven que el Mioceno medio, por cuanto se extiende por arriba de formaciones de dicha edad. Un largo período de erosión, no perturbado por importantes movimientos orogénicos, fué requerido para la formación de tan extenso peniplano, con sus suelos residuales profundos. La descomposición es relativamente rápida en los trópicos; y como la erosión de las más antiguas rocas estaba ocurriendo en la mayor parte de Oriente durante, y aún antes, de los tiempos Miocenos, resulta que los hechos comprobados en Cuba parecen reclamar una continuación de dicho proceso durante la mayor parte del Plioceno. En áreas limitadas el relieve puede haber sido más bien reducido durante los tiempos post-Pliocenos: pero la región, en conjunto, ha tenido su relieve grandemente incrementado por los movimientos orogénicos que han ocurrido durante el Cuaternario, y la erosión con renovada fuerza, ha ido destruyendo el peniplano en grandes áreas.

Este peniplano del Este de Cuba es de la mayor importancia para descifrar los movimientos corticales que han ido presentándose con gran rapidez en la región, durante el Cuaternario; puesto que un peniplano dislocado puede suministrar pruebas de fallas, lo cual es tan concluyente como una roca del subsuelo rota. Según mejor se conozca la geología y topografía del Oriente de Cuba, se encontrará que su historia tectónica durante el final del Terciario es muy complicada.

Fallas del Cuaternario en la región de la Sierra Maestra, o costa Sur de la provincia de Oriente.—Cerca del final del Plioceno y al principio del Pleistoceno, las fallas comenzaron y han continuado intermitentemente hasta los tiempos actuales, resultando así una gran zona de fallas paralelas en la dirección Este-Oeste que cruzan toda la región Sur de la provincia de Oriente. Estas fallas han determinado el borde rectilíneo de la costa Sur de Oriente, y los principales relieves de la Sierra Maestra: pero el principal resultado de tales fallas ha sido la formación del gran escarpe sumergido que se presenta en el lado norte de la Hoya de Bartlett. Las fallas dentro de esta zona, y aún dentro de un limitado distrito, difieren en cuanto a su edad relativa: así que la historia tectónica de la región durante el cuaternario es muy complicada, y no es la misma en todas las porciones de su área. Por tal razón, y siguiendo a Taber, vamos a describir en detalle ciertos distritos en los cuales las observaciones son más numerosas y mejor tomadas.

Fallas de la Península de Cabo Cruz.—Entre Cabo Cruz y Portillo, 56 kilómetros al Este, (Fig. 5), la línea de costa y la topografía están grandemente determinadas por dos fallas aproximadamente paralelas en dirección Este-Oeste, espaciadas entre sí en latitud unos ocho kilómetros, y colocadas a un lado y otro de la Ensenada de Mora (Puerto Pilón), con longitud cada una de 25 a 39 kilómetros. La falla Norte delinea la costa al Este de la Ensenada de Mora, hasta el río Portillo; y la otra al Oeste de la misma, hasta Cabo Cruz.

Al Este de Portillo, la Cordillera de Turquino se levanta abruptamente desde el mar, varios de sus contrafuertes terminando en acantilados de la costa: cerca de Portillo, un plano (terrazza) litoral está comenzando a formarse, en el frente de las montañas: y en Ensenada de Mora el plano está abruptamente ensanchado hasta siete kilómetros desde el borde del mar hasta el pie de las montañas, mientras el frente montañoso continúa hacia el Oeste próximamente durante once kilómetros. Algunas de las más grandes corrientes de aguas dulces que han sido cortadas por atrás del bloque montañoso, tal como ocurre con el río Purgatorio (Fig. 4), están acomodadas a la estructura de las rocas: pero el frente montañoso y la línea de costa al Este de Ensenada de Mora cortan oblicuamente la dirección de los estratos rocosos en un ángulo aproximado de 25°.

Es difícil situar la divisoria principal de las aguas en esta región, pues parcialmente está determinada por las fallas y por las principales erosiones de las corrientes cortando los escarpes, y también por los estratos resistentes. El cerro Ojo del Toro (Fig. 4) y otros cerca del extremo Oeste de la Cordillera de Turquino son como *monolitos* surgiendo por arriba del peniplano: allí la divisoria corre en dirección N 25° E, paralela a la dirección de los estratos. Hacia el Este, como la falla en escarpa gradualmente se desarrolla y diverge desde la cordillera de cerros, los puntos más altos están, o cerca de la cumbre de la escarpa, o próxima de los cerros más elevados. Más al Este, los puntos más elevados están generalmente junto a la cumbre de la escarpa: pero alguno de ellos, como Pico de Turquino, pueden ser *monolitos* levantados.

La única evidencia de recientes desplazamientos a lo largo de la falla Norte, ha sido encontrada por Taber en la base del escarpe cerca del Arroyo San Antonio, que vira abruptamente al Este a lo largo de la falla en 300 metros, y después reasume su curso hacia el Sureste. En ambos lados del Arroyo varios contrafuertes montañosos tienen protuberancias en sus más bajos extremos, sobre el lado sur de las fallas, y aflojan sus perfiles más rápidos en la falla, aun cuando los extremos de los contrafuertes consistan de gravas recientes: hechos semejantes son característicos de varias fallas activas.

Entre el Cabo Cruz y el extremo Oeste de la Cordillera de Turquino el peniplano se conserva muy bien, y está cubierto con un suelo arcilloso; su pendiente va suavemente elevándose desde el Golfo de Guacanayabo hasta un máximo de 250 metros de altura, cerca de la cumbre de los acantilados que forman la costa Sur. (Figs. 3 y 12). Ha sido insuficiente el tiempo para que la erosión marina cortara estos acantilados en una superficie suavemente inclinada, y los pocos sondeos útiles indican que el promedio de la pendiente debajo del nivel del mar es aún más rápida que por arriba del mismo. (Taber).

La llanura de Pilón tiene declive hacia el Este, entre las dos fallas, desde una elevación de 180 metros cerca del río Toro (Fig. 4) a la Ensenada de Mora, y después continúa por debajo del nivel del mar en varios kilómetros, como un arrecife bajo, que en algunos lugares alcanza la superficie del agua. Las corrientes han arrastrado muchos materiales en las grandes inundaciones, y han construído rápidamente en la parte norte de la llanura, manantiales que han sido hundidos en más de 45 metros con gravas.

y cantos. Parte de la caliza de la llanura Pilón es Pleistocena. Hay indicaciones de que el Pleistoceno y los depósitos Recientes descansan en parte sobre rocas inclinadas del Eoceno y, tal vez, cerca del extremo Oeste de la llanura, sobre calizas o margas del Mioceno. A lo largo de la costa, se ha encontrado un delgado barniz de calizas coralíferas modernas: las terrazas han sido cortadas en ellas; y posiblemente hacia el Oeste, en parte sobre calizas más antiguas. La llanura de Pilón está casi sin cortar por las aguas, excepto en sus partes más altas. Sondeos realizados indican que el plano sumergido inmediatamente al Este de Pilón tiende a ser ligeramente más elevado cerca de su extremo exterior, bien a causa del buzamiento hacia el Norte del bloque sobre el cual descansa, o bien por un crecimiento rápido de los arrecifes coralígenos a cierta distancia de la costa.

La falla Norte puede ser algún tanto más antigua que la falla Sur, si bien no se han encontrado pruebas fehacientes para asegurarlo. La mayor disección del bloque montañoso podría indicar que fué levantado por arriba del mar en tiempos anteriores que las áreas de su parte sur: pero es necesario distinguir entre un levantamiento con relación al nivel del mar, y levantamientos relativos al lado Sur de las fallas. El movimiento mayor ha sido un hundimiento de los bloques corticales para formar la Hoya de Bartlett: el levantamiento de las áreas litorales, que constituyen el borde Norte de la Hoya, son subalternos. La llanura de Pilón ha estado debajo del nivel del mar la mayor parte del tiempo desde que las fallas comenzaron; y la región litoral entre Cabo Cruz y el río Toro ha estado, bien debajo del mar o cerca del citado nivel mucho de dicho tiempo; por tanto, estas áreas no han tenido la misma oportunidad para la erosión como el bloque montañoso.

Las fallas fueron seguidas o acompañadas por emergencia y erosión a lo largo de las gargantas abiertas por las corrientes de aguas: y esto, a su vez, fué continuado por sumersiones que permitieron la deposición de la caliza litoral. La garganta del río Toro es más antigua que la caliza litoral, la cual, cerca de la boca del río, contiene guijarros de rocas del Eoceno llevadas allí desde las montañas. Estos cambios con relación al nivel del mar fueron de carácter general en la región, y ocasionados en gran parte por la formación, y fusión posterior, de los hielos del Pleistoceno. (Taber).

El levantamiento con relación al mar que ha ocurrido desde

la deposición de la caliza litoral, tiene carácter local y varía grandemente en cortas distancias.

Los ríos Sevilla, Macaca, Vicana y otras corrientes deslizándose por detrás del bloque fallado, hacia el Noroeste, han sido rejuvenecidos por el levantamiento del bloque y han ahondado sus meandros (Fig. 4): así que ahora corren en gargantas que tienen farallones hasta de 30 metros, o más, por debajo de la superficie del peniplano: y donde menos es la disección, o sea en el área Sureste de Media Luna, la superficie de la tierra es ligeramente más alta al extremo de algunas de las gargantas, que ella lo es más atrás.

Fallas cuaternarias del Distrito de Santiago.—En este distrito se manifiestan las fallas en dirección Este-Oeste sobre una zona de 15 kilómetros de ancho. Desplazamientos diferenciales y buzamientos de los bloques fallados dentro de dicha zona, han producido las principales cordilleras montañosas y los valles que siguen la dirección de las fallas (Este-Oeste), mientras que los valles transversales que corren de Norte a Sur son debidos a la erosión de las aguas. (Taber).

Los sucesos tectónicos acaecidos en el distrito difieren en edad, pudiendo haber ocurrido, con algunos pliegues, en el siguiente orden:

- 1º—Formación de las Cordilleras de Turquino y la Gran Piedra;
- 2º—Formación de los Cerros Litorales y de los valles longitudinales que los separan de las montañas interiores;
- 3º—Formación de la Sierra Boniato y posiblemente de la Loma de Santa María de Loreta.
- 4º—Formación de la Cordillera de Puerto Pelado.

Cordilleras de Turquino y Gran Piedra.—Ambas cordilleras se componen esencialmente de grandes *bloques fallados* que han sido levantados e inclinados hacia el Norte: su altura presente siendo debida casi enteramente a los levantamientos ocurridos durante los tiempos *post-Pliocenos*.

La anterior conclusión se debe a Taber y concuerda perfectamente con los postulados de nuestra Teoría sobre la unión de Cuba con el continente Americano: pues, según entonces expusimos, separada Cuba de Jamaica en el Plioceno, y unida todavía con La Española (Haití-Santo Domingo), fué después, al principio del Pleistoceno y final del Plioceno, cuando la Hoya de Bartlett aumentó en profundidad, se elevó la Sierra Maestra y se realizó

la separación de Cuba y Haití, formándose durante todo el Pleistoceno (unos 750000 años), el Golfo de Gonaives, prolongación oriental de dicha Hoya; y quedó Cuba definitivamente convertida en una Isla.

Las montañas de ambas Cordilleras son bastante viejas, por cuanto los escarpes de las fallas están profundamente erodados, quedando las crestas de las divisiones compuestas de las rocas más resistentes: mucho material ha sido arrastrado por las aguas, acumulándose en los valles próximos. Se observan también corrientes que han sido recientemente rejuvenecidas. En el cruce de la Carretera Central con los ríos Cauto y Contramaestre, las aguas han cortado estrechas gargantas de 25 metros de altura, con anchas llanuras de aluviones; y el río Yarayabo ha profundizado su cauce en 20 metros. Más hacia atrás, en las montañas, donde las llanuras aluviales no han sido tan bien conservadas, meandros profundos dan testimonio de rejuvenecimiento. El río Guananicúm, que drena parte de la falda Norte de la Cordillera de la Gran Piedra, también muestra señales de rejuvenecimiento.

El bloque fallado de la Gran Piedra es menos simple en su estructura que el bloque de Turquino. Las crestas en el frente montañoso, que le dan una dirección al Noroeste, en lugar de al Oeste, sugiere que las fracturas son del tipo *en escalera*, como ocurre en cualquier otro lugar de la Sierra Maestra; y esta hipótesis está sostenida por la presencia de cerros sobre las pendientes más bajas de los contrafuertes de las montañas donde las fallas recubrirían, y por la evidencia de fallas *escalonadas* a lo largo de la costa. A causa de las pequeñas exposiciones y el carácter macizo de las rocas granitoides cerca de la base del escarpe, es difícil localizar las fallas por evidencias geológicas. Taber opina que la repetición de afloramientos, dirigidos de Este-Oeste, de cuarzo-diorita y de rocas básicas en sus bordes, señalados en el Mapa Geológico del Distrito de "Firmeza" confeccionado por Max Roster (1916), es fuerte evidencia de fallas con hundimientos sobre el Sur. Kamp afirma que "abundantes pruebas de movimientos de fallas y de fracturas bajo presión son observadas simultáneamente en los cortes a cielo abierto del Cerro Lola y cerca de Firmeza." Las excavaciones en la mina Lola han expuesto una falla Este-Oeste, buzando 80° al Sur, en 90 metros a lo largo de la grieta y sobre 50 metros en profundidad; el mineral de esta concesión era ocultado al Norte por esta falla, y fué encontrado atrás